

УДК 551.242.23.001.57

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СПРЕДИНГА В КОНВЕРГЕНТНЫХ ЗОНАХ

© 2016 А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин², Н.М. Сушевская³

¹ООО «Сварог» ; e-mail: kkkkk1987@mail.ru;

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, 119991;

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119991, Москва

Рассматриваются геодинамические обстановки, в которых могут возникать условия для проявления ультрамедленного спрединга в конвергентных зонах вблизи активных континентальных окраин. Как правило, в этих районах ультрамедленный спрединг проявляется в зонах задугового растяжения: а) при задуговом рифтинге (рифт пролива Брансфилд) б) при задуговом междубдукционном спрединге (северный бассейн моря Фиджи, трог Айю и Сорол); в) при рассеянном, или диффузном спрединге в задуговых районах (центральный бассейн Скотия и современный рассеянный спрединг в юго-восточной части моря Скотия); г) при междуговом рифтинге/спрединге (Марианский трог).

Ключевые слова: ультрамедленный спрединг, конвергентные зоны, море Скотия, Марианский трог.

ВВЕДЕНИЕ

В работах (Дубинин, Кохан, 2016; Кохан и др., 2016) были рассмотрены особенности проявления ультрамедленного спрединга на дивергентных и трансформных границах плит, соответственно. В настоящей работе проанализированы особенности проявления ультрамедленного спрединга в зонах конвергентных границ плит в районах активных континентальных окраин. Здесь проявления ультрамедленного спрединга связаны с островодужными зонами субдукции. Растяжение литосферы и спрединг в задуговых бассейнах — явление широко распространенное и неплохо изученное. Отмечается несколько обстановок формирования и развития ультрамедленного спрединга, как в задуговых, так и междуговых областях (таблица). В связи с этим существует и несколько моделей, объясняющих наличие растягивающих напряжений, приводящих к утонению и разрыву сплошности задуговой литосферы (Martinez et al., 2007; Yamazaki, Stephenson, 2011). Одна из них — модель Карига (1971), согласно которой разогрев вследствие трения висячего крыла зоны субдукции вызывает вторичную конвекцию в тылу островной дуги.

Восходящая ветвь этой конвекции приводит к растяжению и разрыву литосферы и образованию впадины окраинного моря. Согласно другой модели, задуговое растяжение обусловлено откатом шарнира погружающегося слэба и зоны субдукции назад к океану («roll back» модель) (Uyeda, Kanamori, 1979). В результате происходит фронтальная миграция дуги, приводящая к растяжению литосферы в задуговой области, возникновению мантийного диапира и, в конечном итоге, разрыву сплошности и формированию спрединговой системы. Примерами такой ситуации могут служить Марианская и Южно-Сэндвичева дуги. Растяжение в задуговой области, переходящее в ультрамедленный спрединг может также стимулировать подъем мантийного диапира и сопровождаться интенсивным магмоснабжением (например, спрединговая система в северном бассейне Фиджи) (Garel et al., 2003). С другой стороны, наличие асеносферного потока может также инициировать растяжение литосферы, переходящее в рассеянный ультрамедленный спрединг (например, Центральный бассейн моря Скотия). При этом простирающие рифтовые зоны не обязательно будут субпараллельно простирающемуся участку субдукции. Еще одна возможность генерации растягивающих

Проявления ультрамедленного спрединга в конвергентных системах.

№	Геодинамическая обстановка	Краткая характеристика	Примеры
1	На локализованных линейных рифтогенных структурах в задуговых бассейнах	Растяжение вызвано откатом субдуцирующего слэба	Рифт Брансфильд
2	При кинематических перестройках субдукционных систем	Спрединговые системы с ультрамедленным растяжением формируются в межсубдукционных зонах в ходе сложных кинематических перестроек границ микроплит	Спрединговый центр северного бассейна моря Фиджи, Троги Айю, Сорол
3	При рассеянном, или диффузном спрединге в задуговых бассейнах	Мантийный диапиризм или латеральный астеносферный поток может приводить к растяжению в задуговой области и формированию локальных проявлений новообразованной коры.	Юго-восточная и центральная части моря Скотия
4	При междугловом рифтинге/спрединге в зонах островных дуг	Растяжение, приводящее к «расщеплению» островной дуги, вызвано откатом субдуцирующего слэба мощной и древней литосферы в энсиматических дугах.	Марианский трог, трог Гавр

напряжений в задуговой области может быть связана с косою субдукцией, переходящей в сдвиг-раздвиговую зону (например, Андаманский участок Зондского желоба, где величина скорости сдвига превышает величину скорости сжатия в относительном движении Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит). По сути, этот участок границы плит представляет собой уже трансформный разлом типа «дуга — дуга» в классификации Уилсона. В этом случае в задуговой области может формироваться бассейн локального спрединга типа пул-эпарт с изначально ультрамедленным спредингом, величина которого впоследствии может увеличиваться (Дубинин, 1987; Diehl et al., 2013).

Растягивающие деформации в задуговой области могут быть локализованы не только в линейной зоне, в результате чего формируется рифтогенная (например, трог Окинава или рифт Брансфильд), спрединговая (Восточный хребет Скотия) или гетерогенная (бассейны Протектор, Дав, Скан в море Скотия) системы. Также они могут рассредоточиться как по относительно небольшой (зона современного рассеянного спрединга к юго-востоку от банки Дискавери), так и по широкой области растяжения литосферы, приводя к многочисленным локальным разрывам ее сплошности, по которым формируется новообразованная океаническая кора. Идентификация линейных магнитных аномалий спредингового типа в этом случае крайне затруднительна (например, Центральный бассейн моря Скотия).

ЗАДУГОВОЕ РАСТЯЖЕНИЕ, ВЫЗВАННОЕ ОТКАТОМ ШАРНИРА ПОГРУЖАЮЩЕГОСЯ СЛЭБА (БАССЕЙН ПРОЛИВА БРАНСФИЛЬД)

Бассейн пролива Брансфильд представляет собой рифтогенную впадину, расположенную между дугой Южно-Шетландских островов и Антарктическим полуостровом в тылу Южно-Шетландской зоны субдукции. Рифт протягивается с юго-запада на северо-восток, от района архипелага Пальмера до острова Шишкова (Кларенс) на расстояние около 650 км, переходя далее к северо-востоку в сдвиг-раздвиговую структуры впадины Геспериды (рис. 1а, 1б). Ширина рифта пролива Брансфильд колеблется от 90–100 до 120–130 км.

В пределах рифта пролива Брансфильд выделяют три суббассейна: западный, центральный и восточный (рис. 1б). Они отделены друг от друга вулканическими постройками островов Десепшн и Бриджмэн и представляют собой систему полуграбенов с крутым и коротким северным бортом и пологим и протяженным южным. Западный суббассейн длиной около 60 и шириной около 80 км отличается наименьшими глубинами — 700–1400 м. Центральный суббассейн длиной около 400 км и шириной около 100–120 км характеризуется максимальными глубинами в 1800–2000 м. В его пределах были выделены секущие уступы высотой 250–400 м, отделяющие бассейны с, предположительно, корой различной степени утонения (Gracia et al.,

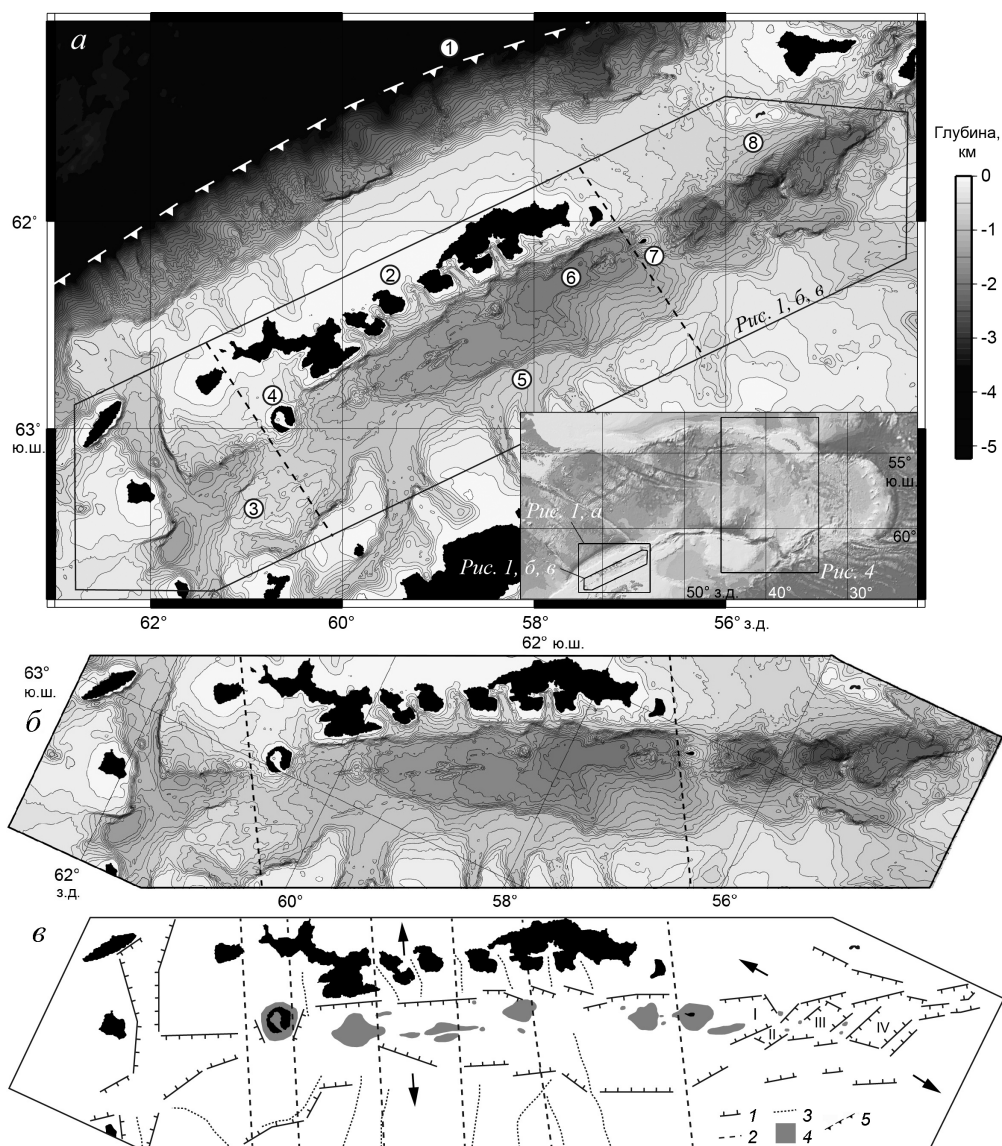


Рис. 1. Строение рифта пролива Брансфильд по (Catalan et al., 2013; Gracia et al., 1996): а — положение рифта Брансфильд в структуре моря Скотия; б — рельеф дна рифта и прилегающей акватории. Цифрами обозначены: 1 — Южно-Шетландский желоб, 2 — Южно-Шетландская островная дуга, 3 — западный суббассейн рифта, 4 — о. Десепшн, 5 — центральный суббассейн, 6 — впадина короля Георга, 7 — о. Бриджмэн, 8 — восточный суббассейн; в — рельеф дна рифта, батиметрия по данным (Ryan et al., 2009); г — морфоструктуры акватории, 1 — бровки тектонических уступов, 2 — секущие линейменты, 3 — тальвеги эрозионных форм, 4 — вулканические постройки. Стрелками показано направление растяжения, 5 — глубоководный желоб.

1996). В днище центрального суббассейна на расстоянии 30–90 км друг от друга располагаются осевые вулканические хребты длиной 10–33 км, высотой 250–550 м (рис. 1). Наиболее погруженная, крайняя восточная часть суббассейна носит название впадины короля Георга и обладает глубинами до 2000 м. Континентальная кора центрального суббассейна была утонена в следствие СЗ-ЮВ растяжения, которое продолжается, как показывают сейсмические данные, и в настоящее время (Galindo-Zaldivar et al., 2004). Восточный суббассейн длиной около 150 и шириной около 40–50 км — самый глубокий район пролива Брансфильд с максимальными глубинами около

2500–2700 м. В границах суббассейна выделяется 4 впадины ромбической в плане формы, разделенные перемычками с глубинами до 700 м. Максимальные глубины приурочены к впадине III и достигают 2700 м. Оси впадин ориентированы по азимуту 25–45° (рис. 1). Вулканизм в пределах суббассейна редуцирован и связан с отдельными вулканическими постройками высотой до 100–150 м, приуроченных к перемычкам между впадинами. Предположительно, структуры восточного суббассейна формируются в обстановке транстенсии, с направлением растяжения ориентирующемся в направлении ЗСЗ-ВЮВ. Здесь наблюдается переход от раздви-

жения в центральной части рифта к трансенсии в пределах впадины Геспериды (Acosta, Uchupí, 1996; Gracia et al., 1996).

Центральная положительная магнитная аномалия четко выделяется в осевой части рифта. Возраст новообразованной коры определяется в диапазоне от 1.3 до 1.8 млн лет (Gracia, Escartin, 1999), а скорость растяжения в пределах рифта составляет 0.3–0.8 см/год (Catalan et al., 2013; Galindo-Zaldivar et al., 2004). Тектонические строение, гравитационные и магнитные поля рифта свидетельствуют в пользу наличия океанической коры и значительно разуплотненной мантии в пределах центрального и, вероятно, восточного бассейнов рифта (Catalan et al., 2013; Galindo-Zaldivar et al., 2004). Это свидетельствует о том, что, рифт находится на заключительных стадиях континентального рифтогенеза, а в пределах впадины короля Георга (рис. 1) — на самых начальных стадиях океанического ультра-медленного спрединга (Catalan et al., 2013).

Предполагается, что раскрытие рифта пролива Брансфильд произошло после того как прекратился спрединг на хребте Феникс-Антарктическом (хребет Алука) ≈ 3.5 –4 млн л.н., в то время как субдукция литосферы прежней плиты Феникс еще продолжалась. Прекращение спрединга привело к перераспределению конфигурации осей растяжения и сжатия, связанных с взаимными перемещениями плит Антарктической, Скотия, Южно-Шетландской и Феникс. Это вызвало резкое уменьшение скорости субдукции в Южно-Шетландский желоб и раскрытию пролива Брансфильд в результате отката субдуцирующей слэб-литосферы плиты Феникс в сторону океана (Gracia, Escartin, 1999). Согласно другому сценарию, раскрытие пролива и формирование рифта происходило благодаря продвижению тектонических деформаций со стороны хребта Южного Скотия (Catalan et al., 2013; Galindo-Zaldivar et al., 2004). Образующиеся при этом магмы различного состава (от щелочных до толеитовых) и генезиса свидетельствуют о неустойчивости процесса рифтообразования, но, очевидно, что в пределах центральной части рифтовой зоны процесс формирования магматизма близок современным спрединговым областям медленно-спрединговых хребтов (Сущевская и др., 2002).

УЛЬТРАМЕДЛЕННЫЙ ЗАДУГОВОЙ МЕЖСУБДУКЦИОННЫЙ СПРЕДИНГ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕННОГО МАГМОСНАБЖЕНИЯ

Центр северной котловины Фиджи располагается в районе с координатами 17° с.ш. и 172° в.д. (рис. 2а). С юга и запада котловина

ограничена Новогебридской островной дугой и ее сдвиговым окончанием — разломом Хантер. С севера границей котловины служит желоб Витязя, а с востока — островная дуга Фиджи-Лау-Тонга. Котловина формируется между двумя островодужными системами желобов Тонга и Ново-Гебридского с субдукцией, направленной навстречу друг другу. В пределах котловины наблюдается система спрединговых центров, включающая субширотный спрединговый центр севера моря Фиджи и субмеридиональные спрединговые центры Центральный, Западный Фиджи и Футуна (рис. 2а) (Schellart et al., 2006). Показатель отношения общей длины спрединговых центров к площади котловины максимальный среди всех океанических котловин. Для котловины характерны небольшие глубины дна, что свидетельствует о высокой прогреваемости и интенсивности магмоснабжения (Lagabriele et al., 1997). Для субмеридиональных спрединговых центров характерны медленные и средние скорости спрединга от 4 до 8 см/год. Субширотный спрединговый центр севера котловины Фиджи (СЦСФ) характеризуется скоростью спрединга в диапазоне от 1.6 до 2 см/год (Nuchon et al., 1994). Он будет рассмотрен в настоящей статье в качестве структуры, демонстрирующей геодинамическую обстановку ультрамедленного задугового межсубдукционного спрединга в условиях повышенного магмоснабжения.

СЦСФ состоит из четырех сегментов, сменяющих друг друга с востока на запад — спрединговых центров Цикобия, Трипартир, Южного Пандора, Хазель Холмс. Общая протяженность спрединговой системы составляет 1100–1200 км. Рифтовая зона хребта Цикобия располагается в редуцированной рифтовой долине глубиной 1–1.2 км с максимальными глубинами до 2.5–3 км. В днище располагаются осевые вулканические хребты (ОВХ) высотой 400–500 м. Сегменты хребтов Трипартир и Южного Пандора представлены вулканическими куполами высотой 1.5–2.2 км, шириной 70–100 км с абсолютными глубинами 0.4–1.5 км. На отдельных участках в осевой части поднятий наблюдаются осевые грабены. В краевых частях сегментов рифтовая зона располагается в редуцированной рифтовой долине глубиной 1–1.5 км. Сегменты разделяются небольшими НТС с амплитудой смещения до 15–20 км и перекрытиями осей спрединга, по типу встречающихся на ВТП. Повсеместно наблюдаются многочисленные подводные горы и вулканические конусы, неовулканическая зона занимает вершинную поверхность поднятий и днища рифтовых впадин (рис. 2д, 2е). Толщина коры, согласно гравитационным данным, изменяется от 4 до 8 км. В результате драгирования на хребтах

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СПРЕДИНГА

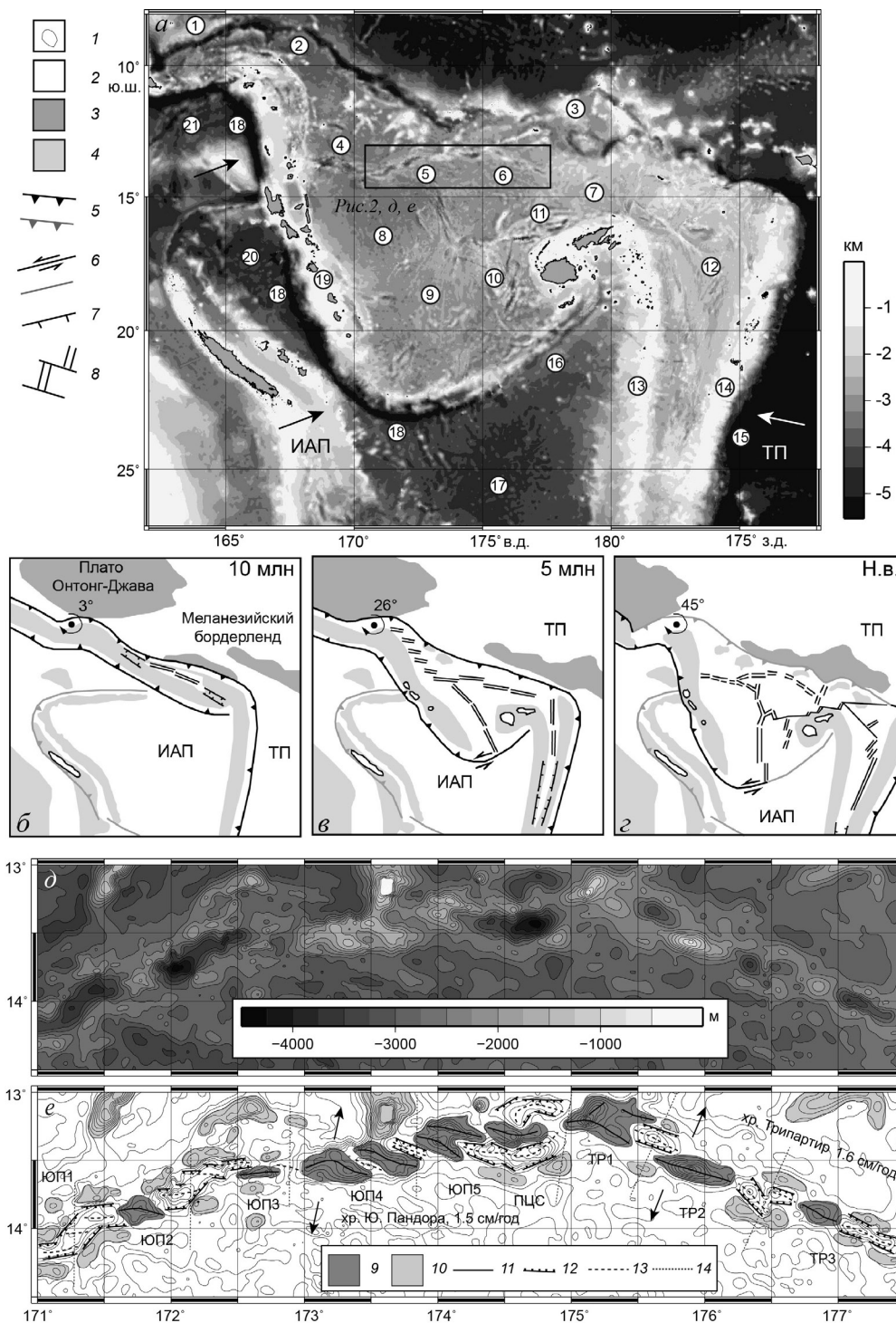


Рис. 2. Межсубдукционный спрединг в Северной котловине Фиджи. Рельеф дна котловины и прилегающих акваторий (GEBCO_08) (а); эволюция структур региона (б, в) по (Schelart et al., 2006), структуры региона в настоящее время (г); структуры спредингового центра Северного Фиджи (д, е): д — рельеф дна (GEBCO_08), е — структурная схема по (Garrel et al., 2003). На карте цифрами обозначены: 1 — плато Онтонг-Джава, 2 — желоб Витязь, 3 — Меланезийский бордерленд, 4, 5, 6, 7 — структуры спредингового центра севера котловины, 4 — хр. Хазель Холмс, 5 — хр. Ю. Пандора, 6 — хр. Трипартир, 7 — хр. Цикобия, 8 — впадина Северной котловины Фиджи, 9, 10, 11 — субширотные спрединговые центры юга котловины, 9 — Центральный, 10 — Западный Фиджи, 11 — Футуна, 12 — задуговой бассейн Лау, 13 — хребет Лау, 14 — островная дуга Тонга, 15 — желоб Тонга, 16 — разломная зона Хантер, 17 — Южная котловина Фиджи, 18 — Новогребридский желоб, 19 — Новогребридская островная дуга, 20 — Северная котловина Лоялти, 21 — котловина Санта-Круз. 1 — острова; 2 — океаническая кора; 3 — вулканические плато; 4 — островные дуги; 5 — субдукционные желоба, здесь и далее черным цветом показаны активные границы, серым — отмершие; 6 — сдвиги; 7 — сбросы; 8 — спрединговые центры; 9 — осевые поднятия; 10 — банки и вулканические поднятия флангов хребта; 11 — оси поднятий; 12 — сбросы; 13 — оси грабенов; 14 — границы сегментов.

были подняты исключительно базальты, габбро и перидотиты не были обнаружены. Сегменты СЦСФ по строению сходны с быстро- и средне-спрединговыми хребтами. Только хр. Хазель Холмс обладает медленно-спрединговыми чертами — рифтовой долиной глубиной до 2.5–3 км, с максимальными глубинами до 4–4.5 км. Но в его центральной части наблюдается участок с редуцированной рифтовой долиной глубиной до 400 м (Garrel et al., 2003). Таким образом, в пределах СЦСФ в условиях повышенного магмоснабжения при ультра-медленных скоростях спрединга проявляются особенности средне- и быстро и спрединговых хребтов — обильный вулканизм, длинные сегменты без трансформных разломов, осевые поднятия, редуцированные рифтовые долины, высокая толщина коры и преобладание базальтов в драгировках.

Северная котловина Фиджи начала формироваться около 11–12 млн л.н. в результате направленной навстречу друг другу субдукции в субширотных желобах Витязя и Новогребридском и развитии задугового спрединга на СЦСФ. Около 9–10 млн л.н. происходит столкновение желоба Витязя и структур вулканического плато Онтонг-Джава (рис. 2б). Субдукция в желобе Витязя начинает отмирать по направлению с запада на восток в результате «заклинивания» желоба мощной литосферой плато. При этом к юго-западу продолжалась субдукция литосферы Северной котловины Лоялти и котловины Санта-Круз в Новогребриды. В результате Новогребриды дуга начала испытывать вращение по часовой стрелке с осью шарнира в районе 9° ю.ш. и 167° в.д. (рис. 2в). При этом дуга желоба Витязя оставалась на месте. Одновременно шло формирование и удлинение сдвиговой разломной зоны Хантер в качестве реакции на вращение Новогребриды островной дуги. Окончательно субдукция в восточной части желоба Витязя прекратилась 1–3 млн л.н. в результате столкновения со структурами Меланезийского бордерленда (Schellart et al., 2006). К настоящему времени Новогребриды дуга испытала вращение на 40–45°. В юго-восточной части котловины сформировалась система субмеридиональных сдвигов и субширотных бассейнов растяжения и спрединговых центров, выполняющих аккомодацию напряжений между Новогребриды дугой и дугой Тонга-Кермадек и разделяющих Тихоокеанскую и Индо-Австралийскую плиты (рис. 2г). Северная часть котловины Фиджи причленилась к Тихоокеанской плите. СЦСФ проходит, вероятно, через стадию затухания после прекращения субдукции в параллельном желобе Витязя и снятия задуговых растягивающих напряжений. Возможно, с этим связана ультра-

медленная скорость спрединга в его пределах (Schellart et al., 2006).

УЛЬТРАМЕДЛЕННЫЙ ЗАДУГОВОЙ МЕЖСУБДУКЦИОННЫЙ СПРЕДИНГ В УСЛОВИЯХ ПОНИЖЕННОГО МАГМОСНАБЖЕНИЯ

Трог Айю представляет собой клиновидный бассейн шириной от 100–120 (на севере) до 300–350 км (на юге) и формирует юго-западный участок границы Каролинской плиты (рис. 3а, 3б). Бассейн сложен океанической корой с глубинами дна 3.5–4.7 км и осадочным чехлом мощностью 200–600 м. В осевой части бассейна располагается рифтовая долина с глубинами до 4.5–5.5 км, а в ее днище — вулканические хребты высотой 400–500 м, длиной 20–25 км (Fujiwara et al., 1995). Исходя из ориентировки осевых вулканических хребтов, рифтовой долины и поднятий в пределах трога, спрединг косой и характеризуется углом $\alpha = 45\text{--}50^\circ$. С запада и востока трог ограничен шовными зонами — хребтами Тоби (на западе) и Мапия (на востоке).

Вопрос истории развития трога остается дискуссионным. Предположительно, его раскрытие происходит благодаря разнонаправленному вращению соседних плит с угловой скоростью около 0.7°/млн лет. Филиппинская плита вращается по часовой стрелке, а Каролинская — против. Полюс относительно вращения плит располагается в районе сочленения трога и желоба Палау около точки с координатами 6° с.ш. и 134° в.д. (рис. 3а, 3б) (Seno et al., 1993). Плиты начали вращаться около 15–25 млн лет назад в результате воздействия индентора в виде СЗ части о. Новая Гвинея (Gaina, Muller, 2007). Исходя из анализа строения осадочного чехла, размеров и истории развития региона, скорость спрединга в троге составляет 4–13 мм/год и мало изменялась на протяжении его раскрытия (Fujiwara et al., 1995; Gaina, Muller, 2007; Seno et al., 1993).

Сложность геодинамической обстановки спрединга подчеркивается следующими факторами. Не ясна кинематика его южной границы — желоба Маноквари. Предположительно, его восточная часть — это молодая зона субдукции, соединяющаяся к востоку с Новогвинейским желобом, а западная — трансформный разлом с элементом сжатия. Неясно строение шовных зон, хребтов Тоби и Мапия, которые, по всей видимости, являются остатками расщепленной древней островной дуги (Gaina, Muller, 2007). Кроме того, кинематика спрединга в троге неоднократно менялась, что отражается в различной ориентировке поднятий в его днище (Fujiwara et al., 1995). Вероятно, изменения кинематики были связаны

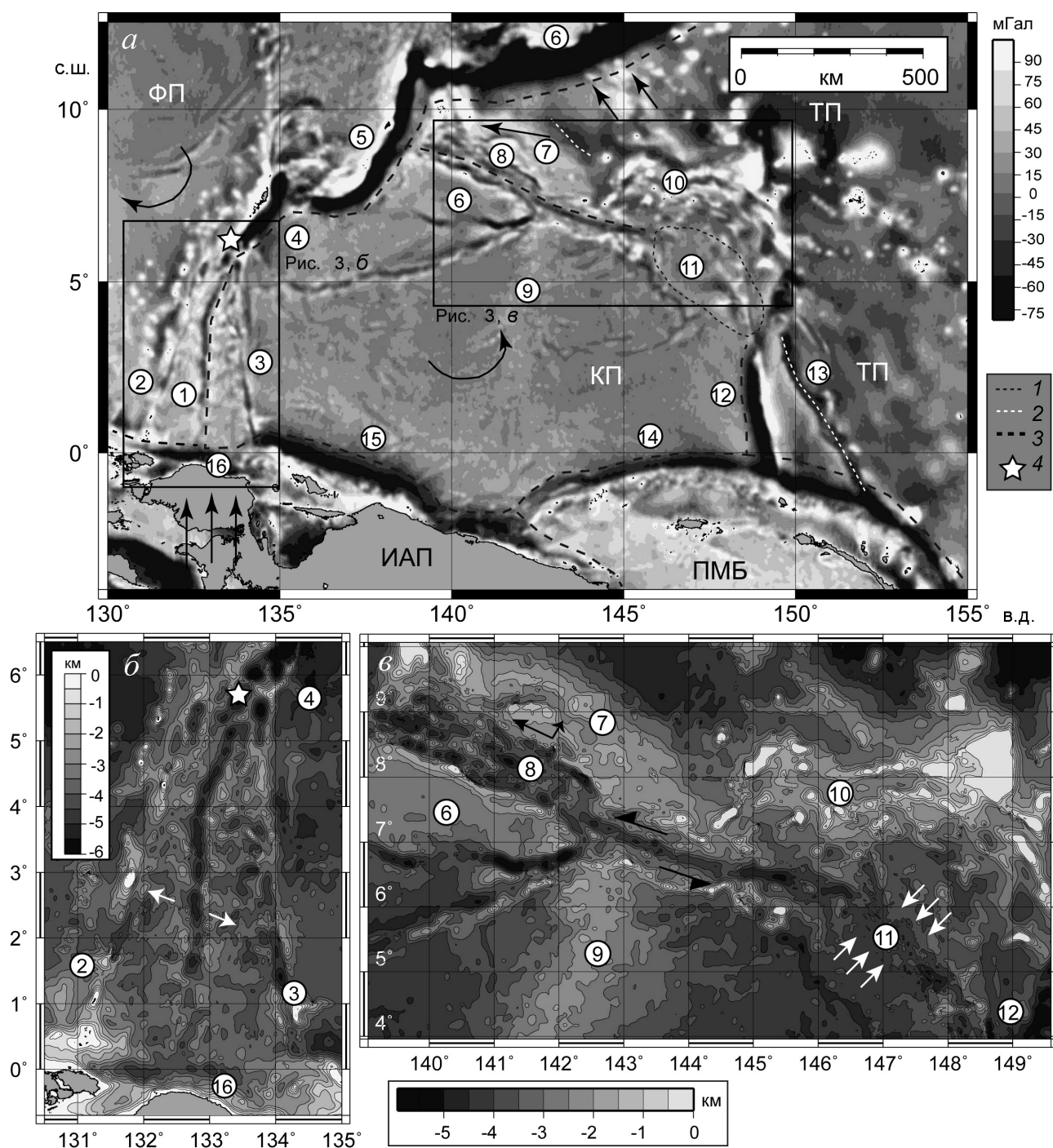


Рис. 3. Структурные особенности районов развития УМС на границах Каролинской плиты. Гравитационное поле (а) Каролинской плиты (Sandwell, Smith, 2009); рельеф дна трога Айю (б); рельеф дна трога Сорол (в): 1 — граница зоны диффузных надвиговых деформаций, 2 — ось желоба Лира и его предполагаемого северного продолжения, 3 — границы плит, 4 — полюс раскрытия трога Айю (по Seno et al., 1993). ФП — Филиппинская плита, КП — Каролинская плита, ИАП — Индо-Австралийская плита, ПМБ — плита моря Бисмарка, ТП — Тихоокеанская плита. Стрелками показаны направления движения плит. Стрелками показано направление растяжения. Цифрами в кружках обозначены: 1 — трог Айю, 2 — хребет Тоби, 3 — хребет Мапия, 4 — желоб Палау, 5 — желоб Яп, 6 — Западный Каролинский хребет, 7 — Восточно-Каролинский хребет, 8 — трог Сорол, 9 — поднятие Эуарипик, 10 — Каролинский хребет, 11 — зона диффузных надвиговых деформаций, 12 — желоб Муссау, 13 — желоб Лира, 14 — желоб Манус, 15 — Новогвинейский желоб, 16 — желоб Маноквари.

с относительным замедлением\ускорением скорости вращения соседних плит.

Трог Сорол разделяет Западно- и Восточно-Каролинский хребет и формирует северную границу Каролинской плиты. Согласно (Gaina, Muller, 2007) Западно-Каролинский хребет — результат воздействия горячей точки, функционировавшей в северной части Каролинской плиты и сформировавшей также поднятие Эуарипик (рис. 3а, 3б). Восточно-Каролинский хребет — это след горячей точки, сформировавшейся на тихоокеанском спрединговом хребте. Столкновение данного вулканического массива с Марианским желобом около 15–20 млн л.н. привело к его изгибанию и формированию желоба Яп (Fujiwara et al., 2000). Примерно в это же время произошла «спайка» хребта с его современной западной частью, которая до этого была частью Каролинской плиты. Это привело к прекращению субдукции в желобе Лира, который, вероятно, представлял собой южное продолжение Марианского желоба (его фрагмент сохранился севернее хребта (Fujiwara et al., 2000)). В дальнейшем, вероятно вдоль древней ослабленной зоны хребта, в обстановке транстенсии, произошло заложение трога Сорол (15–17 млн л.н. (Altis, 1999)). Сдвиговая составляющая кинематики спрединга в трог обусловлена субдукцией Тихоокеанской плиты в желоб Яп и вращением против часовой стрелки Каролинской микроплиты. Растягивающая составляющая обусловлена субдукцией Тихоокеанской плиты в юго-восточную часть Марианского желоба (рис. 3а, 3б). В работе (Altis, 1999) предполагается, что в настоящее время в пределах трога полностью преобладают сдвиговые напряжения, а трог испытал реактивизацию в период 0–2 млн л.н. после затухания рифтогенеза около 7–8 млн л.н.

Трог представляет собой полуграбен с максимальными глубинами в днище до 4.5–5 км. Его южный борт — это приподнятый лежащий блок Западно-Каролинского хребта, а северный борт — это опущенный и разбитый сбросами на отдельные фрагменты висячий блок Северо-Каролинского хребта (Weisel, Karner, 1989). Трог обладает треугольной в плане формой и сужается к востоку — его ширина сокращается от 150–170 км до 45–60 км. Растяжение косое $\alpha \sim 45\text{--}50^\circ$. В днище трога не наблюдается четкой спрединговой оси и спрединг, вероятно, идет в диффузном режиме, а на большей части трога пока развивается рифтинг океанической коры (рис. 3б). По направлению к востоку транспрессия постепенно сменяется чистым сдвигом (рис. 3б) и трог переходит в трансформный разлом, а далее к востоку наблюдается зона диффузных надвиговых деформаций — формирующееся

северное продолжение молодого субдукционного желоба Муссау (Weisel, Karner, 1989). Очаги землетрясений равномерно распределены в пределах хребта, зоны диффузных надвиговых деформаций и северного отрезка желоба Лира, что свидетельствует о нестабильности границ плит в данном районе (Weisel, Karner, 1989). Размеры трога и предположительный возраст начала рифтогенеза в 10–15 млн лет (Altis, 1999) позволяют предположить, что скорость раскрытия в его пределах составляет 4–15 мм/год. Трог расчленяет утолщенную океаническую кору мощностью до 15–20 км, мощность коры в днище трога достигает 8–10 км (Altis, 1999).

Таким образом, спрединговые системы с ультрамедленным растяжением формируются в межсубдукционных зонах в ходе сложных кинематических перестроек границ микроплит. Данные перестройки обусловлены взаимодействием микроплит между собой, с более крупными плитами, вулканическими поднятиями и субдукционными желобами.

РАСТЯЖЕНИЕ И СПРЕДИНГ ВСЛЕДСТВИЕ МИГРАЦИИ АСТЕНОСФЕРНОГО ПОТОКА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПРОВИНЦИЯ МОРЯ СКОТИЯ)

Центральная провинция моря Скотия состоит из ряда блоковых поднятий (Террор, Пири, Брюса, Дискавери и др.) и разделяющих их депрессий и котловин (Протектор, Дав, Скан, Шота) (рис. 4а). Для вершинных поверхностей поднятий характерны глубины от 1 до 2.5 км. Плато Террор и Пири отделяются друг от друга котловиной Протектор, а плато Пири и Брюс — котловиной Дав. Глубины дна в котловинах составляют 3.5–4.5 км (рис. 4а). Согласно данным (Barker, 2001; Eagles et al. 2006 и др.) спрединг в котловинах развивался в период 40–20 млн л.н. с образованием системы линейных магнитных аномалий и привел к формированию в их пределах океанической коры вдоль коротких осей спрединга. Плато Брюс и Дискавери отделены друг от друга бассейном Скан, плоское дно которого располагается на глубинах 2500–3000 м (рис. 4а, 4б). Бассейн сформировался 5–20 млн л.н. Генезис коры бассейна неясен. Судя по данным (Maldonado et al., 2003) это засыпанная мощным слоем осадков океаническая кора в северной части и сильно утоненная континентальная кора в южной части бассейна. Севернее 59°с.ш. располагается котловина Шота с максимальными глубинами до 3.5–4.1 км. Она разделяет сильно расчлененные и погруженные блоки плато Геттинген и Северного плато Брюса. Их вершинные поверхности располагаются на глубинах от 2 до 2.5 км. В котловине Шота наблюдаются слабо

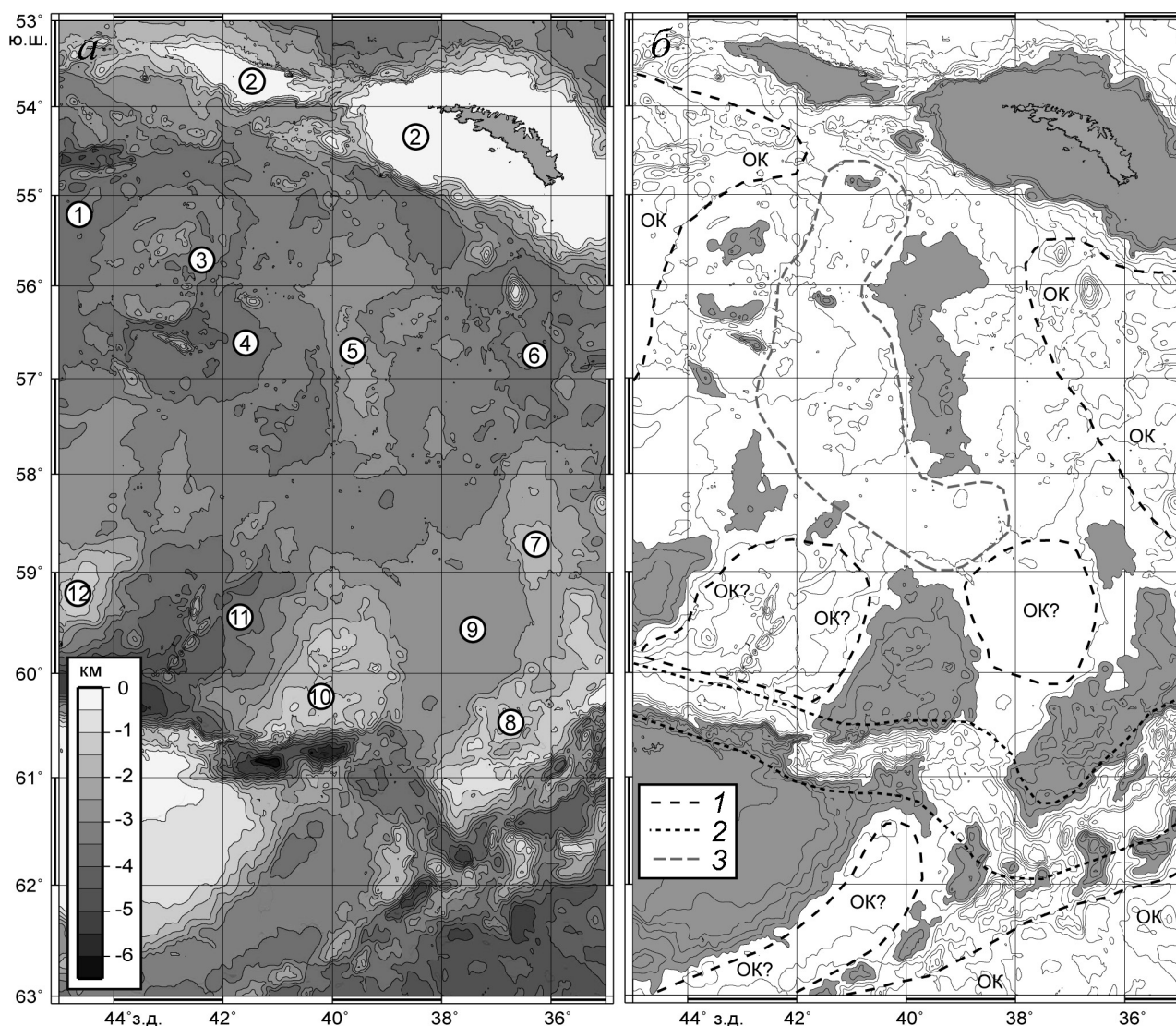


Рис. 4. Строение центральной части моря Скотия. Рельеф дна региона (GEBCO_08) (а) и структурная схема (б): 1 — участки дна, сложенные океанической корой, 2 — участок южной сдвиговой границы плиты Скотия, 3 — участок распространения линейных магнитных аномалий в котловине Шота по (Eagles et al., 2010), ОК — океаническая кора, ОК? — предполагаемая океаническая кора. Цифрами обозначены: 1 — Западная котловина моря Скотия, 2 — поднятия Северного хребта Скотия, 3 — плато Геттинген, 4 — котловина Шота, 5 — Северное плато Брюса, 6 — Восточная котловина моря Скотия, 7 — Северное плато Дискавери, 8 — плато Дискавери, 9 — бассейн Скан, 10 — плато Брюса, 11 — бассейн Дав, 12 — плато Пери. Темно-серым цветом показаны поднятия и банки, сложенные утоненной континентальной корой, а также крупные подводные горы.

выраженные линейные магнитные аномалии субширотного простирания (рис. 4б) (Eagles et al., 2010). Генезис малоизученной котловины Шота остается дискуссионным. Ряд исследователей (Дубинин и др., 2016б; Удинцев и др., 2010) предполагают, что вся центральная часть акватории моря Скотия представляет останец континентального массива, испытавшего значительное растяжение и погружение. Котловины, разделяющие поднятия, видимо, подстилаются океанической корой, а поднятия — континентальной корой различной степени утонения (рис. 4а, 4б). Формирование структур региона является результатом ультрамедленного диф-

фузного (или рассеянного) спрединга вдоль отдельных осей растяжения в бассейнах Скан, Дав и Протектор, а также, вероятно, в результате площадного рассеянного спрединга и проникновения расплава по сети разломов в котловине Шота (рис. 4б).

Причиной растяжения в Центральном бассейне моря Скотия мог послужить астеносферный поток субширотного направления, возникший в ходе раскрытия пролива Дрейка. Впервые гипотеза о наличии астеносферного потока была предложена С.А. Ушаковым и Г.Э. Грикуровым в работе (1968). В дальнейшем предположение об астеносферном потоке, перемещающемся

со скоростью около 10 см/год вдоль канала, ограниченного корнями литосферы Антарктического полуострова, южной оконечности Южной Америки и блоками мощной континентальной коры Южного и Северного хребтов Скотия и Фолклендского плато, было высказано Уэдой и Канамори (Uyeda, Kanamori, 1979) и позже было рассмотрено в работах (Дубинин и др., 1999; Шеменда, Грохольский, 1986; Barker et al., 2001; Martos et al., 2014).

Следствием продвижения астеносферного потока из района пролива Дрейка стало формирование Западной котловины моря Скотия, системы поднятий и впадин Центральной котловины моря, формирование островной дуги Южных Сандвичевых островов и задугового бассейна Восточной котловины моря (рис. 1а, 4). Наряду с развитием структур внутри плиты Скотия шло формирование ее границ, в особенности в южной части — раскрытие бассейна Пауэлл, задугового бассейна Джейн, начало и затухание субдукции в Южно-Оркнейском желобе и на западной границе котловины моря Уэдделла. Районы активизации спрединга смещались с запада на восток. Этот процесс продолжается до сих пор. В настоящее время граница плит между плато Дискавери и островной дугой Южных Сандвичевых островов продолжает формироваться. Доказательством этого служит располагающийся к юго-востоку от плато Дискавери участок дна со сложным рельефом, сформированным системой впадин и поднятий, ориентированных преимущественно в северном и северо-восточном направлении (рис. 4). Глубины дна в пределах впадин достигают 4–4.5 км, а вершинные поверхности поднятий располагаются на глубинах 1.5–2.5 км. Предположительно, данный район размером около 200 x 800 км является зоной развития ультрамедленного рассеянного спрединга и сложен максимально утоненной континентальной корой (Galindo-Zaldivar et al., 2002). В пределах впадин, вероятно происходит переход от ее рифтинга к спредингу. Растяжение в районе идет по схеме формирования крупного бассейна пул-эпарт. К территории района с юго-запада и северо-востока примыкает система сдвигов, соединяющихся с восточной оконечностью сдвиговой зоны Южного хребта Скотия и южной оконечностью Южно-Сандвичевой дуги соответственно (рис. 1а). Зона рассеянного спрединга, предположительно, сформировалась в тылу зоны субдукции на окраине моря Уэдделла. Она функционировала до периода 7–12 млн л.н. (Bohoyo et al., 2002; Galindo-Zaldivar et al., 2002). Далее к югу субдукция привела к формированию островной дуги в виде отчлененных от ЮОМ и погруженных поднятий Джейн и задугового бассейна Джейн (рис. 1а), который сформировался

в период 14–18 млн л.н. (Bohoyo et al., 2002). На данном участке произошло только отчленение от плато Дискавери поднятий Иризар и заложение задуговой зоны рассеянного спрединга. Она была включена в формирующуюся до настоящего времени южную границу моря Скотия, отличающуюся здесь наименьшим возрастом (менее 5–8 млн лет) (Bohoyo et al., 2002; Galindo-Zaldivar et al., 2002).

МЕЖДУГОВОЙ РИФТИНГ (РАСЩЕПЛЕНИЕ ОСТРОВНОЙ ДУГИ)

Геодинамическую обстановку проявления ультрамедленного спрединга в пределах островной дуги можно проследить на примере Марианского трога Марианской дуги. Марианский трог представляет собой задуговой спрединговый бассейн изогнутой веретенообразной формы, простирающийся в субмеридиональном направлении. Он располагается между современной Марианской дугой и ее северным подводным продолжением в виде Марианского хребта и древним фрагментом Марианской дуги — Западным Марианским хребтом (рис. 5а). Трог протягивается примерно на 1000 км от 12° с.ш. до 23° с.ш. и представляет собой рифтогенную структуру, сформировавшуюся в ходе расщепления Марианской дуги, начало которого относят к периоду 6–7 млн л.н. Скорость спрединга убывает вдоль простираения трога с юга на север от 5 см/год в районе 12° с.ш. до 1.5–2 см/год на участке от 19° до 22° с.ш. (Kato et al., 2003). Участок трога севернее 22° с.ш. характеризуется рифтингом коры дуги. Спрединг в пределах участка трога от 19 до 22° с.ш. начался около 3–5 млн л.н. и демонстрирует обстановку ультрамедленного и молодого задугового спрединга с расщеплением островной дуги (Yamazaki et al., 2003).

На данном участке располагаются 5 спрединговых сегментов с сильно различающимся тектоническим состоянием литосферы (рис. 5 б-г). Для сегмента 1 характерны особенности среднеспрединговых хребтов: редуцированная рифтовая долина глубиной менее 1 км и абсолютными отметками глубины 3–3.3 км, длина порядка 150 км, толщина коры — 6–7 км, минимальные отрицательные величины (несколько десятков мГал) мантийных гравитационных аномалий Буге (МAB).

Для сегментов 2 и 3 характерны особенности, присущие ультрамедленным спрединговым хребтам: максимальные глубины, достигающие 5.5–5.6 км; рифтовая долина глубиной до 3–4 км; обилие серпентинизированных перидотитов в драгировках (Ohara et al., 2002); асимметричный спрединг вдоль пологих разломов детачментов; длина порядка 40–50 км, минимальная толщина

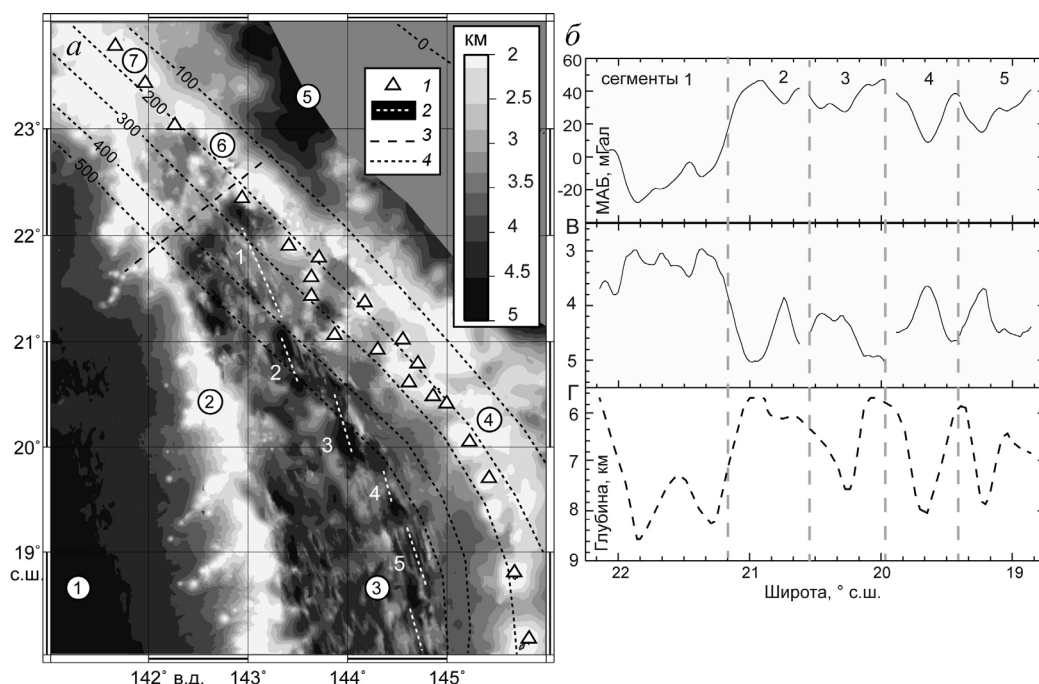


Рис. 5. Строение северной части Марианского трюга: *а* — рельеф дна по данным (GEBCO_08) и экспедиции KR02-01 НИС «Кайрей» Японского Агентства Морских Наук и Технологий (KR02-01 cruise report, 2002); *б, в, г* — вдольосевые профили спредингового центра по данным (Yamazaki et al., 2003): *б* — магнитная аномалия Буге, *в* — рельеф дна, *г* — глубина границы Мохо по данным гравитационного моделирования. 1 — вулканы; 2 — оси сегментов спредингового центра трюга; 3 — граница между участками спрединга и рифтинга в пределах трюга; 4 — изогипсы кровли субдуцирующего слэба по (Gudmundsson, Sambridge, 1998). Цифрами обозначены: 1 — котловина Паресе-Вела, 2 — Западный Марианский хребет, 3 — океаническая кора Марианского трюга, 4 — Марианская островная дуга, 5 — Марианский желоб, 6 — рифтовый участок Марианского трюга, 7 — Марианский хребет.

коры $\approx 2\text{--}3$ км, максимальные величины МАБ и наличие косо́го смещения с амплитудой около 60 км по строению сходного с амагматическими сегментами хребтов с ультрамедленным спредингом (Yamazaki et al., 2003). Для сегментов 4 и 5 характерны промежуточные характеристики, сходные с аналогичными показателями медленносредингового Срединно-Атлантического хребта и преобладание базальтов в драгировках (Kitada et al., 2005; Yamazaki et al., 2003). Изменения строения спрединговых сегментов трюга связывают с их удаленностью от вулканического фронта островной дуги и глубиной кровли погружающегося слэба (рис. 5а). Для сегмента 1 эти показатели составляют 30–50 и 350–400 км, для сегментов 2 и 3 — 70–100 и 400–500 км соответственно. Сегменты 4 и 5 располагаются в 120–150 км от фронта дуги и вне зоны воздействия слэба (Kitada et al., 2005; Yamazaki et al., 2003).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер взаимодействия границ плит в зонах развития глобальных поясов сжатия в районах конвергентных границ плит часто приводит к формированию и вращению микроплит и микроблоков, сопровождаемому к образованию локальных зон растяжения литосферы. К тому

же, особенности геометрии и динамики зон субдукции могут приводить к формированию локальных спрединговых систем в задуговых и междуговых областях часто характеризующихся ультрамедленными скоростями. В работе выделены и рассмотрены основные геодинамические обстановки, в которых может проявляться ультрамедленный спрединг в конвергентных зонах. Спрединговые системы с ультрамедленными скоростями в зонах активных континентальных окраин образуются: а) при междуговом растяжении (Марианский трюг); б) при задуговом межсубдукционном спрединге (спрединговый центр северного бассейна Фиджи, трюги Айю, Сорол); в) при рассеянном, или диффузном спрединге в задуговых районах (центральный бассейн моря Скотия в древности и современный рассеянный спрединг в юго-восточной части моря Скотия).

Следует отметить, что обстановки с ультрамедленными скоростями спрединга часто отмечаются в случаях формирующихся, неустойчивых, диффузных дивергентных, трансформных или конвергентных границ плит, когда еще идет формирование границы и «поиск» ее устойчивой кинематической конфигурации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 15-05-03486 и № 15-05-02086).

Список литературы

- Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Московский университет, 1987. 198 с.
- Дубинин Е.П., Суцеская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. 1999. № 5. С. 423–443 (<http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes-roohtm>).
- Дубинин Е.П., Кохан А.В. Особенности проявления ультрамедленного спрединга при формировании и развитии спрединговых хребтов // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2016а. № 1. Вып. 29. С. 64–77.
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е. и др. Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика // Геотектоника. 2016б. № 1. С. 41–61.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Е.С. Курбатова. Проявления ультрамедленного спрединга в трансформных сдвиго-раздвиговых зонах // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2016. № 2. Вып. 30. С. 6–28.
- Суцеская Н.М., Удинцев Г.Б., Беляцкий Б.В. и др. Магматизм центральной части спрединговой зоны пролива Брансфилд (Южный океан). Геохимия 2002. № 6. С. 612–625.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 66–90.
- Ушаков С.А., Грикуров Г.Э. К проблеме структуры и происхождения дуги Скоша // Бюллетень САЭ. №70. 1968. С. 14–20.
- Шеменда А.И., Грохольский А.Л. Геодинамика Южно-Антильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84–95.
- Acosta J., Uchupi E. Transtensional tectonics along the South Scotia Ridge, Antarctica // Tectonophysics. 1996. V. 267. № 1–4. P. 31–56.
- Altis S. Origin and tectonic evolution of the Caroline Ridge and the Sorol Trough, western tropical Pacific, from admittance and a tectonic modeling analysis // Tectonophysics. 1999. V. 313. № 3. P. 271–292.
- Barker P. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeo-circulation // Earth-Science Reviews. 2001. V. 55. P. 1–39.
- Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A. et al. Basin development subsequent to ridge–trench collision: the Jane Basin, Antarctica // Marine Geophysical Research. 2002. V. 23. P. 413–421.
- Catalan M., Galindo-Zaldivar J., Davila J. et al. Initial stages of oceanic spreading in the Bransfield Rift from magnetic and gravity data analysis // Tectonophysics. 2013. V. 585. P. 102–112.
- Diehl T., Waldhauser F., Cochran J.R. et al. Back-arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic processes imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation // JGR. 2013. V. 118. P. 2206–2224. doi:10.1002/jgrb.50192.
- Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea // Geophysical Journal International. 2010. V. 183. P. 587–600. doi: 10.1111/j.1365–246X.2010.04781.
- Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // Earth Planetary Science Letters. 2006. V. 242. P. 343–353.
- Fujiwara T., Tamaki H., Fujimoto T. et al. Morphological studies of the Ayu Trough, Philippine Sea–Caroline Plate boundary // Geophysical Research Letters. 1995. V. 22. № 2. P. 109–112.
- Fujiwara T., Tamura C., Nishizawa A. et al. Morphology and tectonics of the Yap Trench // Marine Geophysical Research. 2000. V. 21. P. 69–86.
- Gaina C., Muller D. Cenozoic tectonic and depth/age evolution of the Indonesian gateway and associated back-arc basins // Earth Science Reviews. 2007. V. 83. P. 177–203.
- Galindo-Zaldivar J., Gamboa L., Maldonado A. et al. Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula // Marine Geology. 2004. V. 206. № 1–4. P. 267–282.
- Galindo-Zaldivar J., Balanyá J.C., Bohoyo F. et al. Active crustal fragmentation along the Scotia–Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica) // Earth Planetary Science Letters. 2002. V. 204. № 1–2. P. 33–46.
- Garel E., Lagabriele Y., Pelletier B. Abrupt axial variations along the slow to ultra-slow spreading centers of the northern North Fiji Basin (SW Pacific): Evidence for short wave heterogeneities in a back-arc mantle // Marine Geophysical Researches. 2003. V. 24. P. 245–263.
- GEBCO_08 grid, ver. 20100927, <http://www.gebco.net>.
- Gracia E., Canals M., Farran M. et al. Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula) // Marine Geophysical Researches. 1996. V. 18. P. 429–448.
- Gracia E., Escartin J. Crustal accretion at a mid-ocean ridges and backarc spreading centers: Insights from the Mid-Atlantic Ridge, the Bransfield Basin and the North Fiji Basin // CONTRIBUTIONS to SCIENCE. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona 1999. V. 1 (2). P. 175–192.

- Gudmundsson O., Sambridge M.* A regionalized upper mantle (RUM) seismic model // JGR. 1998. V. 103 № B4. P. 7121–7136.
- Huchon P., Gracia E., Ruellan E. et al.* Kinematics of active spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). In J.M. Auzende and T. Urabe Eds, North Fiji Basin: STARMER French-Japanese Program. Marine Geology 1994. V. 116. P. 69–87.
- Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific // JGR. 1971. V. 76. P. 2542–2561.
- Kato T., Beavan J., Matsushima T. et al.* Geodetic evidence of back-arc spreading in the Mariana Trough // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. № 12. P. 1625. doi:10.1029/2002GL016757.
- Kitada K., Seama N., Yamazaki T. et al.* Distinct regional differences in crustal thickness along the axis of the Mariana Trough, inferred from gravity anomalies // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7 Q04011, doi:10.1029/2005GC001119.
- KR02-01 cruise report, R/V Kairei, Japan Agency of Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2002; <http://www.godac.jamstec.go.jp/darwin/cruise/kairei/kr02-01/e>.
- Lagabriele Y., Goslin J., Martin H. et al.* Multiple active spreading centers in the hot North Fiji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archaean seafloor dynamics? // Earth Planetary Science Letters. 1997. V. 149. P. 1–13.
- Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F. et al.* Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2003. V. 198. P. 187–221.
- Martinez F., Okino K., Ohara Y. et al.* Back-arc basins // Oceanography. 2007. V. 20. № 1. P. 116–127.
- Martos Y.M., Galindo-Zaldívar J., Catalán M. et al.* Asthenospheric Pacific-Atlantic flow barriers and the West Scotia Ridge extinction // JGR. 2014. V. 41. P. 43–49. doi:10.1002/2013GL058885.
- Ohara Y., Stern R., Ishii T. et al.* Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 1–18.
- Schellart W.P., Lister G.S., Toy V.G.* A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: tectonics controlled by subduction and slab rollback processes // Earth Science Review. 2006. V. 76. P. 191–233.
- Seno T., Stein S., Gripp A.* A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data // JGR. 1993. V. 98. № B10. P. 17941–17948.
- Sandwell D., Smith W.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // JGR. 2009. V. 114. № B1. B01411. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006008>.
- Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // JGR. 1979. V. 84. № 3. P. 1049–1061. doi:10.1029/JB084iB03p01049.
- Weissel J.K., Karner G.D.* Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension // JGR. 1989. V. 94. P. 13919–13950.
- Yamazaki T., Seama N., Okino K. et al.* Spreading process of the northern Mariana Trough: Rifting–spreading transition at 22°N // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. 1075. doi:10.1029/2002GC000492.
- Yamazaki T., Stephenson R.* Back-arc rifting initiated with a hot and wet continental lithosphere // Earth Planetary Science Letters. 2011. V. 302. P. 172–184.

КОХАН и др.

PECULIARITIES OF MANIFESTATION OF ULTRA-SLOW SPREADING IN CONVERGENT ZONES

A.V. Kokhan¹, E.P. Dubinin², N.M. Sushchevskaya³

¹*Svarog LLC, 119021, Moscow; e-mail: kkkkk1987@mail.ru;*

²*Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum, 119991 Moscow;*

³*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences,
Moscow, 119991*

Geodynamic environments in convergent zones on active continental margins, in which the conditions favorable for manifestations of ultra-slow spreading may occur, are reviewed in this article. As a rule, the ultra-slow spreading in these areas is observed in the zones of back-arc extension: a) under conditions of back-arc rifting (Bransfield strait rift), b) under back-arc inter-subduction spreading (northern Fiji basin, Ayu and Sorol troughs), c) under disperse or diffuse spreading in back-arc areas (central basin of the Scotia sea and modern diffuse spreading in the south-eastern part of the Scotia sea); d) under inter-arc rifting/spreading (Mariana trough).

Keywords: ultraslow spreading, convergent zones, Scotia sea, Mariana trough.